

tenachsen fallen stets flach ein. Die generelle Südvergenz nimmt von Kreuzberg und Stanzling bis zur Schwarzach hin zu. Vereinzelt lassen sich im Biotit-Gneis Überfaltungen erkennen. Gelegentlich ließ sich in den Gneisen sowie

den Schiefen neben der Foliation eine nur wenige Grade abweichende Schieferung erkennen. Scherbandgefüge und Knickbänder werden als letztes Inkrement interpretiert.

## Blatt 179 Lienz

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf den Blättern 179 Lienz und 180 Winklern**

MANFRED LINNER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Übersichts- und Revisionsbegehungen im Ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster dienen der Fertigstellung der Kristallinkartierung von Blatt 179 Lienz und Blatt 180 Winklern. Die geologischen Aufnahmen erstrecken sich auf das östliche Deferegger Gebirge, die südliche Schobergruppe und die Abhänge der Kreuzeckgruppe ins Drautal zwischen Dölsach und Irschen.

Heuer wurde eine lithologisch-tektonische Gliederung vorgenommen. Dabei sind die Konzepte der Arbeitsgruppen von G. SPAETH und M. PUTIŠ eingebunden und die Legendes abgestimmt worden. Die Arbeitsgruppe SPAETH aus Aachen kartierte die Schobergruppe und das Deferegger Gebirge am Kartenblatt Lienz nach rein lithologischen Kriterien. Auf eine weitergehende lithologische Seriengliederung oder tektonische Konzepte wurde verzichtet. Die Arbeitsgruppe PUTIŠ aus Bratislava kartierte auf dem Kartenblatt Winklern die östlichste Schobergruppe und die Kreuzeckgruppe. Es erfolgte eine Gliederung nach Lithologie und Metamorphose.

Weiters wurden zur Abstimmung der Kristallin- und Quartärkartierung gemeinsame Begehungen mit Herrn J. REITNER, dem Quartärgeologen der Geologischen Bundesanstalt, und mit Herrn A. BÜCKSTEEG von der Arbeitsgruppe SPAETH durchgeführt.

Die lithologisch-tektonische Gliederung unterscheidet drei Kristallinserien:

- Ein frühalpines hochgradig metamorphes Kristallin baut die Schobergruppe und das Deferegger Gebirge nördlich der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (DAV-Linie) auf. Der Stronachkogel, als westlicher Ausläufer der Kreuzeckgruppe, gehört ebenfalls zu dieser durch Eklogitamphibolite und Mikroklinaugengneise charakterisierten Paragesteinserie.
- Einförmige, Quarz-reiche Glimmerschiefer und Paragneise stellen ein variszisch mittelgradig geprägtes Kristallin dar. Im Deferegger Gebirge trennt die DAV-Linie, als oligozäne Mylonitzone, das frühalpines geprägte Kristallin im Norden vom variszischen Kristallin, das den zentralen Teil des Deferegger Gebirges aufbaut. Vergleichbares mittelgradiges Kristallin findet sich in der Kreuzeckgruppe nördlich von Irschen.
- Die wahrscheinlich altpaläozoischen Thurntaler Quarzphyllite überlagern das variszische Kristallin entlang einer weiteren tektonischen Grenze, der Markinkle-Linie (HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Die Quarzphyllite treten im Südfall des Deferegger Gebirges niedriggradig metamorph und durch vulkanogene Einschaltungen

ausgezeichnet zu Tage. Vergleichbare Quarzphyllite bilden einen Teil des Kreuzeck-Kristallins und sind im Drautal zwischen Gödnach und Nikolsdorf aufgeschlossen. Folgend wird die Kartierung und die dabei bearbeiteten Detailfragen einzeln besprochen.

Im Deferegger Gebirge besteht das hochmetamorphe, frühalpines Kristallin überwiegend aus Paragesteinen. Aufgeschlossen ist dieses Kristallin zwischen dem Iseltal und der DAV-Linie, die von Schlaiten gegen WNW zieht und den Michelbach Richtung Wirtsalm quert.

Lithologisch typisch sind feinkörnige, plattige Biotit-Paragneise, Quarz-reichere, bankig brechende Paragneise und Feldspat-reiche, massige Muskovit-Glimmerschiefer, wobei alle Paragesteine beide Glimmer führen. Orthogesteine sind mengenmäßig unbedeutend, zur lithologischen Seriengliederung aber wertvoll. Konkordante Pegmatitgneise mit Muskovit und Turmalin sind in dm- bis m-Lagen am Rücken zwischen Michelbach und Gossenbach verbreitet. Geringmächtige Amphibolitlagen kommen östlich von Gantschach vor. Die teilweise Karbonat-führenden Amphibolite zeigen keine Hinweise auf eine eklogitfazielle Metamorphose. Östlich von Schlaiten finden sich Lagen von Mikroklinaugengneise, ebenfalls geringmächtig. Im Bereich Gossenbach – Michelbach stecken kleinere Tonalitkörper in diesem Kristallin. Die Tonalite sind massige, porphyrische (Hornblende, Biotit, Plagioklas) Gesteine mit mittel- bis grobkörniger Granatführung. Der Kontakt zu den Paragesteinen ist diskordant und scharf ausgebildet. Makroskopisch ist ein 50 cm-Kontaktsaum mit Muskovit-Sprossung in den Paragesteinen auffällig.

Die regionale Lagerung ist mittel bis steil gegen SE bis SW, wobei in Annäherung an die DAV-Linie südwestliche Richtungen vorwiegen. Eine deutliches Streckungslinear ist flach bis mittel in östliche bis südliche Richtung orientiert. Eine Feinfältelung mit Faltenachsen mittelsteil gegen SE ist in Annäherung an die DAV-Linie deutlich. Diese Deformation ist wahrscheinlich auf die DAV-Linie zu beziehen. Weiter nördlich durchsetzt eine jüngere Störungslinie das frühalpines Kristallin in W-E-Richtung. Die spröde Deformation wirkt sich morphologisch aus und deshalb weicht der Gossenbachgraben von der SW-NE-gerichteten Entwässerung der Talflanke ab. Der Graben ist schwer zugänglich, aber am Rücken südlich sind zahlreiche kleine Parallelstörungen. An Quarz-gefüllten Fiederklüften und Schleppungen zeigt sich sehr geringer vertikaler Versatz entlang von steil gegen SE fallenden Flächen, wobei der Südblock gehoben erscheint. Die Strömungen auf den Harnischflächen sind flach bis mittelsteil W-E-orientiert und zeigen sinistrale Bewegung an. Somit könnte diese Störung eine synthetische Riedelscherfläche der sinistralen DAV-Linie sein.

Beiderseits des Iseltales, das Deferegger Gebirge und Schobergruppe trennt, sind verharnischte Bewegungsflächen recht häufig. Die Strömung dieser parallel zum

Iseltal verlaufenden Flächen zeigt die dextrale Bewegung entlang der NW–SE-verlaufenden Iseltal-Linie. Diese ist wie die Mölltal-Linie als synthetische Riedelscherfläche der dextralen Bewegung entlang dem Periadriatischen Lineament aufzufassen (SCHMID et al., 1989). Diese jüngsten dextralen Bewegungen sind post-Miozänen Alters (SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Lithologisch ist dieser nördliche Kristallinblock vom Deferegger Gebirge mit dem Kristallin der Schobergruppe einheitlich und auch das deutliche Streckungslinear ist gemeinsam. Daß sich die regionale Lagerung der beiden Kristallinblöcke nicht unmittelbar verbindet, ist durch die Versetzung entlang der Iseltal-Linie verständlich.

Die Aufnahmen am frühalpidschen Kristallin der Schobergruppe erstrecken sich auf die Talflanke bei Lienz und das äußere Debanttal mit dem Rücken zum Iselsbergsattel. In der Talflanke nördlich von Lienz war im Bereich zwischen Oberdrum und Zetttersfeld die lithologische Gliederung der Aachener Geologen zu prüfen. So sind südwestlich vom Zetttersfeld Migmatitbildungen ausgeschieden, die für das Schoberkristallin ungewöhnlich erscheinen. Der Migmatit südwestlich der Stieralm erwies sich als Granatglimmerschiefer mit Feldspatmobilisaten.

Ein weiteres Problem ist die Unterscheidung der Amphibolite und Eklogitamphibolite, die sonst auch von den Aachener Geologen getroffen wird. Die größeren Metabasitkörper in der Umgebung der Niggleralm wurden als Amphibolite dargestellt. Entsprechend dem regionalen Bau der südlichen Schobergruppe mit flach SE-gerichteter Lagerung, sollten diese Metabasite die südliche Fortsetzung der eklogitischen Gesteine der Schleinitz darstellen und somit Hinweise auf eine Hochdruckmetamorphose enthalten. Bei der Revisionsbegehung waren auch reichlich Eklogitamphibolite zu finden. Diese sind wie die Amphibolite straff geschiefert, gebändert und durch makroskopisch erkennbare Symplektite nach Omphazit charakterisiert. Hinzu kommen Eklogitamphibolite mit grobkörniger Omphazit- oder Hornblende-Sprossung. Die Metabasitkörper lagern konkordant in den Paragesteinen, lokal schwankt die Lagerung um die SE-Richtung bei flach bis mittlerem Einfallswinkel.

Im äußeren Debanttal wurde die Blattgrenze zwischen den beiden bearbeiteten Kartenblättern revidiert, weil mächtige Eklogitamphibolitzüge an der Blattgrenze aussetzten. Kartiert wurde die orographisch linke Seite des Debanttales beim Wirtshaus zur Säge. Eklogitamphibolite wechseln mit Paragesteinen in m- bis zehnermeter Lagen. Auch in der Felsrippe aus Eklogitamphiboliten gegenüber dem Wirtshaus sind Glimmerschiefer eingelagert. Die Wechsellagerung streicht steilstehend in E–W-Richtung. Gegen E und damit über die Blattgrenze nehmen Paragesteine überhand, und so lösen sich größere Eklogitamphibolitzüge in einzelne Lagen und Linsen auf. Die Eklogitamphibolite sind gebändert, führen oft Biotit, und auch Helliglimmer- und Epidot-reichere Lagen treten auf. Die wechsellagernden Paragesteine sind als grobschuppige Helliglimmerschiefer und Granat-reiche Paragneise typische Begleitgesteine der Eklogitamphibolite. Weiter ins Debanttal hinein ist das Kristallin wieder einförmig aus bankigen Paragneisen und Feldspat-reichen Glimmerschiefern, die flach bis mittel in östliche bis südliche Richtungen fallen. Eine Feinfältelung mit Faltenachsen flach nach E weisend ist in steiler lagernden Paragesteinen ausgebildet.

Am Rücken zwischen Debanttal und Iselsbergsattel streichen einförmige Paragesteine regional in W–E-Richtung und fallen mittel bis steil nach SE bis S. Die

Streckungslineation fällt flach bis mittel nach Osten. Orthogesteine sind südlich der Luggeralm eingelagert. Zuerst treten gebänderte, Granat-reiche Amphibolite in dm-Wechsellagerung mit Paragneisen und Amphibolite mit Hornblende-Sprossung auf. Unweit südlich ist ein mächtiger Zug von Mikroklinaugengneis, mittel bis grobkörnig und straff geschiefert, eingelagert.

Der Stronachkogel liegt östlich vom Iselsbergsattel und gehört geographisch der Kreuzeckgruppe an, geologisch betrachtet ist er aber Teil des frühalpidschen Schoberkristallins. Der Sattel am Iselsberg ist glazial geformt und nicht durch eine Störung vorgezeichnet. So setzt sich auch die E–W-Streichrichtung der Gesteine im Bereich Luggeralm über den Sattel in den NW-Sporn des Stronachkogel fort. Die Paragesteine sind dort steilstehend verfallt und crenuliert. Im Gipfelbereich ist die Lagerung flacher und eine Synklinalform wird erkennbar, gegen Stronach schließt sich eine Antiklinalform an. Abgesehen von dieser offenen Verfaltung lagert auch das Kristallin im Stronachkogel flach gegen Südosten fallend. Die Paragesteine zeigen ein für das Schoberkristallin übliches Spektrum, wobei Granatglimmerschiefer und Feldspat-reiche Paragneise dominieren. Westlich vom Gipfel zeigen zwei Granatamphibolitzüge mit Omphazit-Sprossung die eklogitfazielle Metamorphose an.

Die von der Arbeitsgruppe PUTŠ getroffene lithologische Gliederung ist teilweise problematisch. Die Feldspat-reicheren Paragneise mit blastisch rekristallisiertem Plagioklas ordnen sie als „Grobgneis“-Typ den Granitgneisen zu. Daraus ergeben sich im Stronachkogel mächtige Orthogneiszüge, welche nicht vorhanden sind. Weiters bezeichnen sie die Eklogitamphibolite mit Omphazit-Sprossung als Gabbroamphibolite und scheiden Eklogitamphibolite generell nicht aus.

Eine ENE–WSW-gerichtete Störungslinie trennt das hochmetamorphe Kristallin des Stronachkogels von Quarzphylliten der westlichen Kreuzeckgruppe. Die Störung verläuft von Gödnach im Drautal über den Zwischenberger Sattel nach Lainach und setzt sich dort im Mölltal weiter nach ENE fort. Im Frühaufgraben nordöstlich von Gödnach ist ein Kataklasit aufgeschlossen. In einer blaßgrünen Matrix sind bis 2 cm große, weiße und rosa Quarzklasten. Der Kataklasit ist nicht durchschiefert, aber es sind steilstehende Harnischflächen parallel zur Störungsrichtung ausgebildet. Die beschriebene Störungslinie ist Teil der sinistral versetzenden Drautal-Linie. Diese kann als synthetische Riedelscherfläche einer frühmiozänen sinistralen Transpression entlang dem Periadriatischen Lineament interpretiert werden (SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Zurück wieder ins Deferegger Gebirge und zur DAV-Linie als tektonische Grenze zwischen frühalpidschem und variszischem Kristallin. Die Deferegger-Antholz-Vals-Linie ist als oligozäne Mylonitzone die relativ älteste tektonische Linie im Kristallin südlich vom Tauernfenster. Sie umfaßt südwestlich von Schlaiten eine etwa 500 m breite Zone mit vorwiegend duktiler Deformation. Die untersuchte Zone streicht ESE–WSW von Plone über Bacherdorf in die oberen Gräben des Göriacher Baches. Die Gesteine fallen mittelsteil um die Südrichtung schwankend ein. Duktile mylonitische Gesteine markieren die Basis der DAV-Linie. Südwestlich von Göriach sind dies wenige Zehnermeter Quarz-reiche, mylonitische Orthogneise und plattige Quarzitgneise. Darüber folgen weit geringer verschieferte metablastische Paragneise und schließlich Quarzglimmerschiefer und Quarzitschiefer, typische Lithologien vom hangenden variszischen Kristallin.

In diesen hangenden Schiefen sind Schuppen von mesozoischen Karbonaten eingeschaltet. Da die Karbonate nur schwach rekristallisiert sind, ist eine Einschuppung durch spröde Deformation anzunehmen. Eine kleine, 7 m mächtige Schuppe von blaugrauem Kalk findet sich bei der Quelfassung am Forstweg westlich Pedarnig. Südwestlich von Gonzach ist eine größere, 20 bis 30 m mächtige und rund 500 m lange Schuppe aus dunkelgrauem, leicht verschiefertem Kalk. Diese Schuppe steckt in einem lithologisch vielfältigen Bereich mit reichlich mittelkörnigen, verschieferten Pegmatiten. Vereinzelt sind auch mittelkörnige, leukokrate Orthogneise und feinkörnige Amphibolite in den Quarz-reichen Schiefen. Parallel zum Gesteinsstreichen weisen Verebnungsflächen auf mögliche kataklastische Bewegungsflächen, aufgeschlossen sind Kataklastite nicht.

Das zentrale Deferegger Gebirge wird von einem ebenfalls durch Paragesteine dominierten Kristallin aufgebaut. Begrenzt wird dieses variszisch mittelgradige Kristallin durch zwei tektonische Linien, der DAV-Linie im Norden und der Markinkele-Linie im Süden. Im Iseltal ist dieses lithologisch monotone Kristallin von Plone bis südlich vom Blößenbach aufgeschlossen. Die Quarz-Hellglimmerschiefer sind teilweise phyllitisch, hellgrünlich (Chlorit) oder grau (Graphit) pigmentiert, und führen oft fein- bis mittelkörnigen Granat. Charakteristisch sind konkordante Quarzmobilisate, die mitunter ein stromatisches Migmatitgefüge vortäuschen. Graugrüne Quarzitschiefer zeigen Übergänge zu Glimmerquarziten. Zweiglimmerschiefer und Paragneise sind untergeordnet vorhanden. Gemeinsam ist den Paragesteinen eine Überprägung, die Phyllitierung und Vergrünung bewirkt. Lediglich im Ainetwald sind Orthogesteine als geringmächtige, feinkörnige Amphibolite und Aplitgneise eingelagert.

Im Bereich Glanz – Ainetwald lagern die Gesteine flach bis mittel gegen SW, südlich von Glanz schwenkt die Richtung gegen S bis SE. Südlich vom Blößenbach fallen die Gesteine schließlich mittelsteil gegen SE bis E. In diesem Bereich kommt eine Crenulation mit Faltenachsen mittelsteil gegen SE hinzu. Teilweise kommt es zur Umschieferung, wobei  $S_1$  steilstehend WSW–ENE streicht und  $S_2$  mittelsteil gegen S fällt. Diese Umschieferung kann in Zusammenhang mit der diaphthorischen Überprägung stehen.

Die Markinkele-Linie als mehrphasige tektonische Grenze zwischen variszischem Kristallin und Thurntaler Quarzphylliten (HEINISCH & SCHMIDT, 1984) ist im untersuchten Gebiet durch die Kontaktmetamorphose des Tonalitkörpers im Lienzer Schloßberg (siehe unten) überprägt. Die Abgrenzung der beiden Serien erfolgte nach lithologischen Merkmalen, wonach die Grenze von der Jagdhütte (1221 m) in Richtung Stöckl bei Oberlienz in W–E-Richtung verläuft.

Die südliche Kreuzeckgruppe besteht aus variszisch mittelgradigen Kristallin (HOKE, 1990). Nördlich von Irschen im Drautal wurde dieses zum Vergleich mit dem Kristallin des zentralen Deferegger Gebirges studiert. Die Paragesteine, die auch dieses Kristallin beherrschen, setzen sich aus phyllitischen Granatglimmerschiefern, Biotit-Plagioklasgneisen und Lagen von Quarzgneisen zusammen. Die phyllitischen Partien der Glimmerschiefer sind bisweilen grau pigmentiert, und Quarzmobilisate sind häufig. Die Lagerung ist flach gegen SW bis W, und die Faltenachsen einer Feinfältelung schwanken um die Horizontale in Richtung NE–SW. Östlich von Irschen ist bei Suppersberg ein größerer Metabasitzug aus feingebänderten Amphibolit. In diesem Bereich fallen die Gesteine

mittelsteil gegen S bis SE, und eine Minerallineation weist flach gegen SW. Zum angesprochenen Vergleich ist zu bemerken, daß große lithologische Ähnlichkeiten zum Kristallin des zentralen Deferegger Gebirges bestehen.

Die Thurntaler Quarzphyllite nehmen im Deferegger Gebirge die südliche Abdachung ins Pustertal und den Bergzug vom Bösen Weibele über den Hochstein bis zum Lienzer Schloßberg ein. Sie stellen sehr wahrscheinlich ein metamorphes Äquivalent altpaläozoischer Schichtfolgen dar (HEINISCH & SCHMIDT, 1984).

Die Serie besteht aus einer polymetamorphen und stark deformierten Abfolge von Metapeliten und Metapsammiten. Bei den silbrig-grauen Quarzphylliten wechseln dunkelgraue pelitische Lagen mit hellgrauen Quarzitschiefern. Je nach Modalbestand treten feinschiefrige Phyllitschiefer, spießig bis plattig brechende Quarzitschiefer oder massive Quarzite auf, insgesamt wirken die Metasedimente monoton. Bereichsweise sind reichlich saure und basische Metavulkanite eingeschaltet. Im Krasteinbachtal bei Mittewald sind Porphyroidschiefer und Grünschiefer in m- bis Zehnermeter-Mächtigkeit vergesellschaftet. Die hellen, blaßbräunlichen Porphyroidschiefer sind quarzreich und gut geklüftet. In der Umgebung der basischen Metavulkanite treten auch Chloritschiefer auf, die gemeinsam mit unreinen Porphyroidschiefern auf die Vulkanite begleitende Tuffite hinweisen. Die Quarzphyllite im Krasteinbachtal sind intern stark verfaltet, und die Gesteine fallen mit variablem Winkel vorwiegend nach N bis NE.

In der Umgebung vom Steinbruch Pfister westlich Schloß Bruck bei Lienz sind wenige geringmächtige Lagen von Porphyroidschiefer, Chloritschiefer und feinkörnigem Amphibolit in den Quarzphylliten. Der Steinbruch selbst schließt einen leukokraten Orthogneis auf. Dieser ist mylonitisch und vergrünt mit Plagioklas- und Mikroklinporphyroklasten. Die Schieferungsflächen sind von Muskovit, Biotit und einem Gemenge aus Serizit und Chlorit belegt. Es ist jedenfalls ein Orthogestein und nicht ein migmatischer Paragneis, wie von der Arbeitsgruppe SPAETH ausgeschieden. Der Kontakt dieses Orthogneiskörpers zur umgebenden Quarzphyllitserie ist konkordant, und die Gesteine lagern mittelsteil gegen NE bis SE. Bei der Frage, ob der Orthogneis primär zur Quarzphyllitserie gehört, sind die Metavulkanitlagen in der Umgebung ein positives Argument.

Eine weit größere Ausdehnung hat der Orthogneiskörper von Burgfrieden. Er erstreckt sich im Pustertal vom Filgisbach bis Leisach-Gries. Der Körper ist homogen aus mittelkörnigem Muskovit-Orthogneis, teilweise mit Augentextur. Beim Filgisbach sind angrenzend an den Orthogneis phyllitische Granatglimmerschiefer, plattige Paragneise und grünliche Quarzlagen. Hier stellt sich die Frage, ob die Paragesteine, hier zusammen mit dem Orthogneiskörper, eingeschupptes Kristallin (KREUTZER, 1992) oder schwächer diaphthorische Quarzphyllitserie (HEINISCH & SCHMIDT, 1984) darstellen. Die Orthogneise und Paragesteine lagern konkordant und wie die angrenzenden Quarzphyllite mittelsteil gegen Südosten. Es wurde keine tektonische Abtrennung vorgenommen. Besonders die Orthogneise sind durch spröde Deformation stark beansprucht. Diese Deformation ist in Zusammenhang mit der Drautal-Linie zu sehen.

Nordöstlich von Schrottendorf finden sich auch phyllitische Glimmerschiefer und plattige Biotit-Paragneise den Quarzphylliten eingelagert. Die Art der Einlagerung zeigt einen primär sedimentären Verband an. Ein größerer Bereich mit Glimmerschiefer, als eingeschupptes Kristallin interpretiert (KREUTZER, 1992), ist zwischen Oberass

ling und Unterkosten. Es sind einförmige, phyllitische Zweiglimmerschiefer mit Quarzitgneislagen. Die Lagerung ist mittelsteil gegen N und damit den angrenzenden Quarzphylliten im Kristeinbachtal (siehe oben) vergleichbar. Die westliche Grenze der schwach diaphthoritischen Glimmerschiefer bildet eine saigere N-S-verlaufende Störung. Im Hangfußbereich sind Porphyroidschiefer in den angrenzenden Quarzphylliten stark zerrüttet. Diese spröde Deformation gehört wiederum zu den Bewegungen entlang der Drautal-Linie.

Im Schloßberg W Lienz steckt ein größerer oligozäner Tonalit/Quarzdioritkörper (KREUTZER, 1992). Der Intrusionskörper ist auch in den Randbereichen sehr homogen. Der massige Tonalit ist fein- bis mittelkörnig, bestehend aus Amphibol, Biotit, Plagioklas und Quarz. Der ausgedehnte Kontakthof von mehreren hundert Metern zeigt, daß der Dachbereich der Intrusion aufgeschlossen ist. Die Quarzphyllite werden zu grünvioletten Hornfelsen mit Biotit und Hornblende, sowie zu Quarzitschiefern mit Biotit. Sulfidminerale sind als Akzessorien häufig. In zunehmender Entfernung vom Kontakt nimmt die Korngröße von Biotit ab und der phyllitische Glanz der Schiefer ist zunehmend noch vorhanden. Ein aufgelassener Abbau einer Magnetkies-Kupferkies-Vererzung befindet sich im Kontakthof gut hundert Meter westlich der Kreuzung auf 1061 m.

Die Phyllite der Kreuzeckgruppe bauen den westlichen Gebirgszug zwischen Dölsach – Lainach – Nikolsdorf auf. Die Übersichtsbegehungen erfaßten den Hangfuß bei Gödnach und Lengberg im Drautal. Lithologisch entsprechen die Phyllite den Thurntaler Quarzphylliten vom Deferegger Gebirge.

Bei Gödnach zeigt sich eine einförmige Folge aus Metapeliten und Metapsammiten. Die Quarzphyllite variieren von silbergrauen, eisenschüssigen Phylliten hin zu plattig brechenden Phyllitquarziten. Besonders die graugrünen Psammitische Schiefer führen Biotit und Granat. Auch diese Phyllitserie ist intern stark deformiert. Die unruhige Lagerung ist mittelsteil nach SE bis S oder mittelsteil nach NE bis N und damit eine mögliche Verfaltung um ostfallende Achsen angezeigt.

Vielfältiger ist die Lithologie nördlich von Lengberg mit Einschaltungen von Metavulkaniten und -tuffiten. Mächti-

ge Horizonte von Porphyroidgneis sind begleitet von unreinen Porphyroidschieferlagen. Als basische Äquivalente kommen Grünschiefer und Chloritphyllite vor. Auch in diesem Bereich ist eine starke interne Verfaltung bei flacher bis mittelsteiler Lagerung gegen NE bis N.

In Bezug auf quartäre Bedeckung und Massenbewegungen liegt für die beiden Kartenblätter Lienz und Winklern ein inhomogenes und unvollständiges Bild vor.

Die Kartierung der quartären Bedeckung von der Arbeitsgruppe SPAETH ist unzuverlässig. So ist über die Schwemmkegel von Schleinitzbach und Göriacher Bach teilweise oder vollständig Kristallin kartiert. Im Bereich Schlaiten – Göriach ist die Ausscheidung von Kristallin und Bedeckung oft genau entgegengesetzt den Beobachtungen bei der Übersichtsbegehung.

Die Arbeitsgruppe PUTIŠ ist bei der Ausscheidung von Bedeckung großzügig. Als Beispiel seien die Stronacher Wiesen am Südhang des Stronachkogel genannt. Trotz schlechter Aufschlußverhältnisse ist entlang von Wegen und mit Lesesteinen das Kristallin verfolgbare. Als Bedeckung ist lokaler Hangschutt verbreitet, rechtfertigt aber nicht durchgehende quartäre Bedeckung.

Massenbewegungen wurden von der Arbeitsgruppe SPAETH nicht und von der Arbeitsgruppe PUTIŠ sporadisch kartiert.

Im Laufe der Übersichtsbegehungen wurden Massenbewegungen ergänzt. Kleine Zerreibungen, Sackungen und Rutschungen sind verbreitet und werden nicht separat aufgelistet. Größere Rutschungen sind im Ainetwald in den Krassbachgraben hinein und westlich St. Johann i. W. von beiden Seiten in den Gossenbachgraben. Zwischen St. Johann i. W. und Ainet erfassen zwei Massenbewegungen die gesamte Iseltalflank der Schobergruppe. Die nordwestliche Massenbewegung setzt am Hohen Trog (2439 m) an und reicht bis in den Talboden (730 m). Das zeigen die Auflockerung der Felswände im Eichholz und die großen Quellen beim Weirer und nordwestlich Schloß Weiherburg. Die zweite Massenbewegung setzt westlich vom Pitschedboden in 2500 m Höhe an und zerlegt den Rücken bis Oberalkus (1284 m). Typisch für diese tiefreichende Auflockerung sind unzählige hangparallele Wälle mit Vernässungen in den Mulden dahinter.

## Blatt 180 Winklern

Siehe Bericht zu Blatt 179 Lienz von M. LINNER.

## Blatt 181 Obervellach

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 181 Obervellach**

MARIAN PUTIŠ, VLADIMIR BEZAK, MILAN KOHÜT,  
MARTIN KOVAČIK, FRANTIŠEK MARKO & DUŠAN PLAŠIENKA  
(Auswärtige Mitarbeiter)

The below listed Austro-Alpine tectonostratigraphical complexes have been recognized in the mapped area (from bottom to top, or from N to S):

### **1. Ragga Complex (medium-high grade; Lower?, Middle? Austroalpine)**

The complex builds the northeastern part of the map-sheet S of the Möll valley. It is represented mainly by medium-grained to fine-grained biotite gneisses. Smaller or larger intrusions of granitic rocks occur within the gneisses. The complex comprises medium to high-grade paragneisses (schistose to quartzitic) which transformed into pearl gneisses and migmatites (stromatolites to nebulites) with a lot of granitic, granodioritic and/or x m thick pegmatitic veins, mylonitized to orthogneisses. Monotonous